

PALEOSUELOS DE SEPIOLITA EN EL NEOGENO DE LA CUENCA DE MADRID

S. Leguey*, M. Pozo* y J. A. Medina*

RESUMEN

El análisis de la composición mineral de materiales arcillosos con sepiolita, pone de manifiesto variaciones significativas en el contenido de este mineral, con respecto a esmectitas e illitas, minerales terrígenos (cuarzo y feldespato) y carbonatos (calcita y dolomita) según la potencia de los materiales.

La formación de sepiolita se relaciona con un proceso de silicificación, que controla el tipo de textura, el grado de cristalinidad y el tamaño de los agregados de sepiolita en función de la relación SiO_2/MgO .

La silicificación está favorecida por la presencia de CO_3Ca , el carácter alternante de la tabla de agua, con mecanismos de disolución-precipitación, da lugar en las zonas más superficiales a suelos hidromórficos. En estos suelos la sepiolita se forma principalmente sobre lutitas verdosas ricas en saponita, con desarrollo de texturas glomerulares y laminares. En zonas más profundas se desarrollan texturas masivas de sepiolita, de tipo reticular sobre materiales arcillosos, y en forma de cements cuando predominan minerales terrígenos, ambos de carácter diagenético.

Palabras clave: sepiolita, paleosuelos, silicificación, diagénesis, cuenca de Madrid.

ABSTRACT

The mineralogical composition from sepiolite bearing clays allows us to establish remarkable variations among this mineral: smectite, illite, detrital grains (quartz and feldspar) and carbonates (calcite and dolomite) according to bed thickness.

Sepiolite formation is related to silicification processes which control textural features, crystallinity degree (sharpness) and sepiolite aggregate size as a function of the SiO_2/MgO ratio.

Silicification is favoured by CaCO_3 and an oscillating water table with dissolution-precipitation mechanisms which give rise to hydromorphic paleosols in the shallower zones.

In these paleosols sepiolite develops mainly on saponite bearing green clays, with glomerulae and laminated textures. In deeper zones, sepiolite appears with massive textures (grid-type) on clays, cementing when there is a high content of terrigenous minerals, both are diagenetic in origin.

Key words: sepiolite, paleosols, silicification, diagenesis, Madrid basin.

Introducción

La presencia de sepiolita está ampliamente extendida en la zona centro de la cuenca Neógena de Madrid, donde existen numerosos indicios y diversos yacimientos cuyas reservas se estiman en varias decenas de millones de tm.

La sepiolita aparece asociada a diferentes ambientes y litologías (arcillas magnesianas, arcosas, calcretas y silcretas), en materiales de la unidad intermedia del Mioceno, de acuerdo con la división establecida por

Alberdi *et al.* (1984), Calvo *et al.* (1984) y Alonso *et al.* (1986). Entre los numerosos autores que se han ocupado de su estudio destacan los trabajos de Calderón (1910) que describe los yacimientos en la provincia de Madrid, y Martín Vivaldi y Cano (1953) y Huertas *et al.* (1971) que estudian la composición mineralógica y química en la zona de Madrid y provincia de Toledo.

La formación de sepiolita se ha relacionado con ambientes de alta basicidad ($\text{pH} > 8$) (Siffert and Wey (1962), Wollast *et al.* (1968), Isphording (1973)). En

* Dept. de Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.

la zona de Madrid este ambiente se asocia a zonas distales de abanicos aluviales, proponiéndose diversos mecanismos de formación según la procedencia y condiciones de precipitación del Si y Mg. Galán (1979), Galán y Castillo (1984), Brell *et al.* (1985) y Doval *et al.* (1985) proponen un mecanismo de precipitación directa de sepiolita en zonas fluvio-lacustres, palustres, lacustres y playa-lake. Megías *et al.* (1983) diferencian varios tipos de formación, uno de carácter diagenético en facies «onlap proximal», cementando arcosas, otra de carácter edáfico (condensación de paleosuelos) en facies «onlap distal», y una tercera de precipitación directa en ambientes palustres. Leguey *et al.* (1984) asocian la formación de sepiolita y esmectitas magnéticas con la precipitación de geles silico-magnéticos que actuarían de precursores dependiendo de la formación de una u otra especie con el potencial redox del medio y de la existencia de microporosidad secundaria. Leguey *et al.* (1985) describen la formación de sepiolita a partir de paleosuelos (vertisoles) desarrollados sobre arcillas magnéticas y por diagénesis de aguas ricas en Mg sobre niveles de silcretas. Calvo *et al.* (1986) diferencian dos tipos de sepiolita, uno ligado a charcas próximas a lagos salinos, y otros de carácter secundario relacionado con calcretas.

Pozo *et al.* (1987) y Martín de Vidales *et al.* (1988) ponen de manifiesto el carácter metaestable de las arcillas magnéticas, observando como las saponitas bien ordenadas se degradan y/o transforman unas veces a fases criptocristalinas y/o geliformes de la misma composición, y otras a interstratificados de kerolita-estevensita con liberación de sílice, produciéndose en ambos casos la neoformación en microporos de agregados de sepiolita cuando las condiciones del medio evolucionan hacia una menor salinidad. Estos hechos presuponen la precipitación secundaria de sepiolita a partir de fluidos procedentes de la disolución previa de esmectitas magnéticas, y coinciden con las observaciones realizadas por Khoury *et al.* (1982), Eberl *et al.* (1983) y Post and Janke (1984) en Nevada y California, respectivamente.

En este trabajo se establecen criterios para diferenciar diversos tipos de sepiolita, en función de su composición, grado de cristalinidad, textura y microfábrica de agregados en materiales donde predomina este mineral, que aparecen a escala de campo relacionados con procesos edáficos (slickensides, nodulizaciones, laminaciones, bioturbaciones, formación de silcretas, calcretas, etc.). Se analiza la influencia del hidromorfismo en la actividad geoquímica de los principales elementos: Si, Mg, Fe y Ca, de acuerdo con la evolución de la tabla de agua.

Materiales y métodos

La zona estudiada se sitúa al E de Madrid entre S. Blas y Coslada donde existen varias canteras y afloramientos con sepiolita

(fig. 1). Se reconocen dos niveles, uno inferior y otro superior que se sitúan, respectivamente a techo de las unidades de arcillas verdes y arcillas pardas del conjunto inferior, de acuerdo con la diferenciación que realizan Alonso *et al.* (1986), en los materiales de la unidad intermedia del Mioceno para la zona próxima de Paracuellos del Jarama.

El nivel inferior tiene una potencia media que oscila entre 3 y 10 m. aunque se han cortado en algunos sondeos hasta 15 m. (Antonio Castillo, comunicación personal). Se localiza en la margen derecha del río Jarama y decrece de potencia hacia el E. Este nivel no es uniforme, presenta a veces intercalaciones de lutitas y arenas arcóscas que varían entre 1 y 2,5 m. Fue explotado anteriormente en Vallecas y en la actualidad en Coslada y Vicálvaro. Descansa irregularmente sobre lutitas y samitas biotíticas de tonos verdosos, mostrando una amplia gama de tonalidades y rasgos texturales que se hacen más acusados cuando decrece su potencia.

El nivel superior aflora a ambos márgenes del río Jarama con una potencia que oscila entre 0,5-5 m., se asocia a materiales arcóscos ocasionalmente canalizados, y aparece recubierto por un nivel de silcretas parcialmente carbonatadas. Sobre el mismo descansan las arcosas gruesas del conjunto superior (Alonso *op. cit.*).

En canteras donde se explota el nivel inferior se ha realizado un muestreo detallado de todas las variaciones litológicas significativas. En cada muestra se ha determinado la composición mineralógica en muestra total y en la fracción inferior a 2 μ m con las técnicas de polvo y agregado orientado, mediante difracción de rayos X, utilizando equipos Siemens D-500 y Philips PW-1140. A partir de estos difractogramas se han calculado valores semicuantitativos, utilizando los poderes reflectantes de picos característicos de los diferentes minerales de acuerdo con los valores propuestos por Schultz (1964), Barahona (1974) y Van der Marel (1966). La cristalinidad de las esmectitas se ha determinado a partir del índice de Biscaye, y el carácter di o triaédrico de las mismas a partir del espaciado (060), siguiendo los criterios de Despraires (1983), en la fracción inferior a 0,5 ó 2 μ m dependiendo de la presencia de illita, y en algunos casos mediante análisis puntual con EDAX.

El estudio textural se realizó en lámina delgada por microscopía óptica con luz polarizada, previa desecación y compactación de la muestra con metacrilato en campana de vacío. La microfábrica mineral se ha estudiado con microscopía electrónica de barrido en un equipo Philips SEM-500 con sistema EDAX incorporado, sobre muestras no disturbadas.

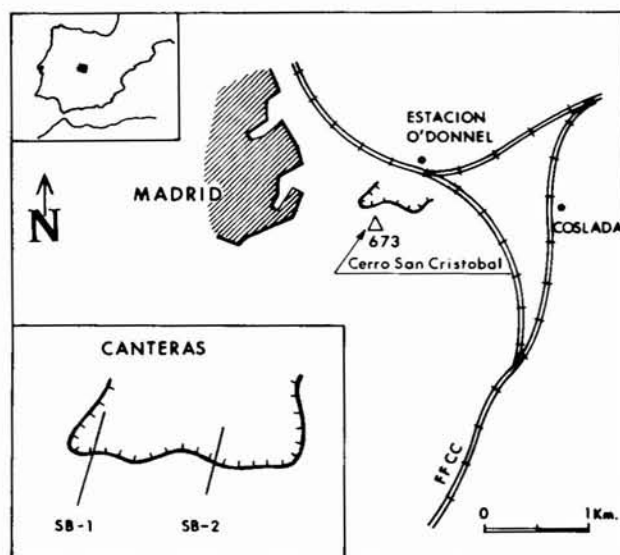


Fig. 1.—Situación de la zona estudiada y localización de las canteras.

Se ha determinado la composición química de muestras con predominio de sepiolita, que presentan diversos tipos de texturas. Los porcentajes de óxidos se determinaron por fluorescencia de rayos X, y las pérdidas por calcinación mediante gravimetría. También se ha realizado el análisis puntual, utilizando un patrón de sepiolita, de microdominios con diferentes tipos de agregados de sepiolita.

Resultados

Se han estudiado dos canteras SB-1 y SB-2 distantes entre sí unos 250 m., en las figuras 2A y 3A se muestran dos cortes representativos de las mismas, en los cuales se puede diferenciar un tramo basal de tonos verde-amarillentos, que varía de 1,5 a 2,6 m. y otro superior de tonos crema a marrones, cuya potencia oscila entre 3,7-4,5 m.

El tramo basal es masivo, con aspecto grumoso, cantos blandos y terrígenos dispersos, con zonas laminadas de tonos cremas a techo del mismo. Presentan abundantes rasgos paleoedáficos, slickensides de gran tamaño, con superficies estriadas teñidas de óxidos de manganeso, rasgos de desecación, nodulizaciones e

hidromorfismo. En el corte SB-1, este tramo aparece carbonatado, especialmente hacia el techo donde se observa un desarrollo incipiente de calcretas, con cristales romboédricos dispersos de pequeño tamaño, visibles a la lupa.

El tramo superior se caracteriza por la alternancia de lutitas laminares de tonos cremas a rosáceas y masivas de colores marrones más oscuras. Las secuencias laminares tienen aspecto cereo-grumoso, mientras que en las masivas se identifican intraclastos con slickensides dispersos y bioturbación incipiente. En el corte SB-1 se observan niveles lentejonares con nódulos carbonáticos, mostrando a techo rasgos acusados de marmorización (hidromorfismo). Este tramo en el corte SB-2 finaliza en lutitas marrones oscuras con tintes grisáceos (materia orgánica) que pasa a tonos verdosos con slickensides y disyunciones prismáticas.

Mineralogía

En las columnas C y D de las figuras 2 y 3, se

Fig. 2.—Cantera SB-1. A. Columna litológica. B. Rasgos sedimentológicos. C. Mineralogía global. D. Mineralogía de la fracción arcilla. E. Cristalinidad de las esmectitas (Índice de Biscaye).

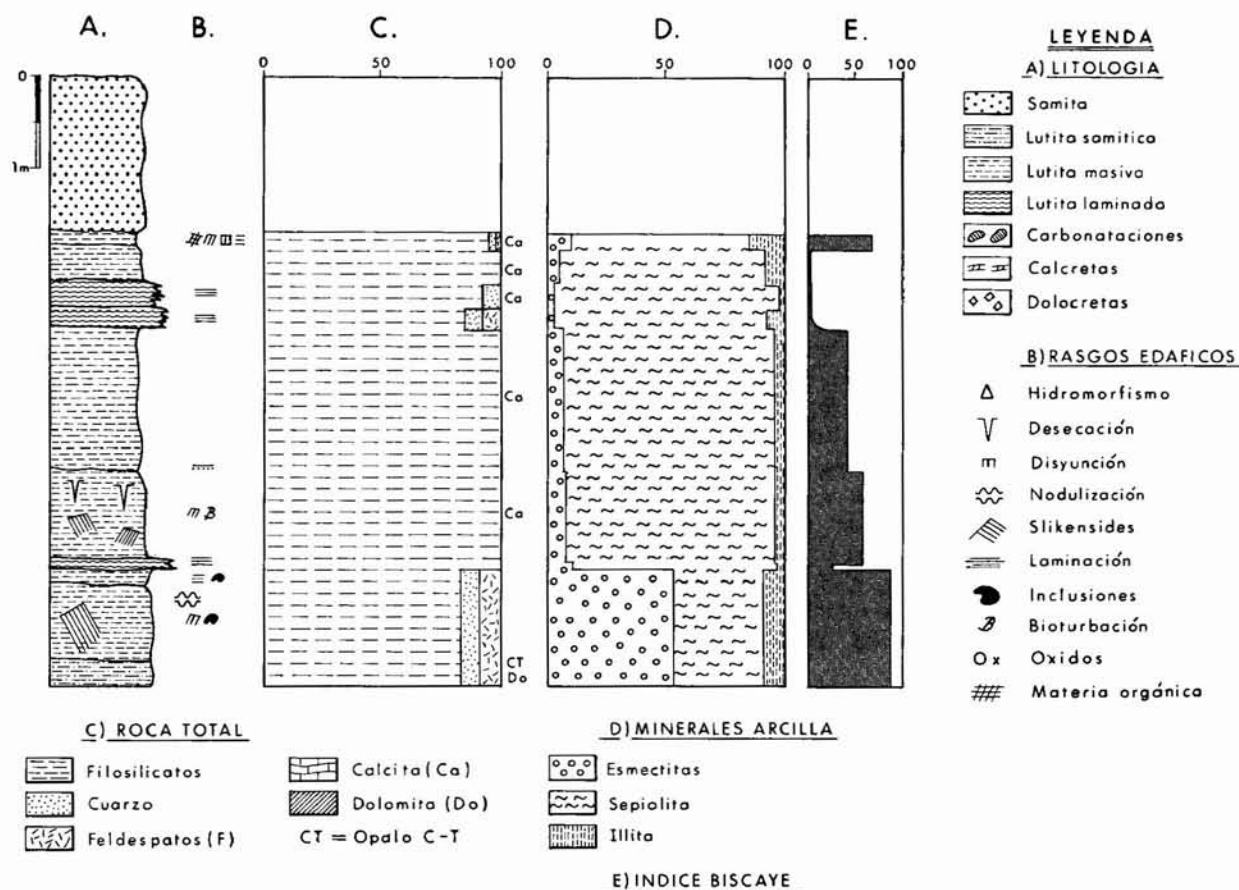


Fig. 3.—Cantera SB-2. A. Columna litológica. B. Rasgos sedimentológicos. C. Mineralogía global. D. Mineralogía de la fracción arcilla. E. Cristalinidad de las esmectitas (Índice de Biscaye).

representan los valores semicuantitativos de la composición mineral correspondiente a muestra total y a la fracción inferior a $2 \mu\text{m}$. En la muestra total los silicatos son los minerales más abundantes, con porcentajes que normalmente superan el 80%, mientras que los minerales terrígenos alcanzan valores medios de 10%. Esporádicamente aparecen carbonatos que pueden llegar hasta el 30%, y con menor frecuencia opalo C-T.

La sepiolita es el mineral predominante entre los filosilicatos, conjuntamente con esmectitas, illita e indicios de caolinita. La presencia de esmectita es muy significativa en la base y en el techo de los horizontes carbonatados en el tramo superior. Las esmectitas de la base que coexisten con sepiolita son trioctaédricas, mientras que las del techo tienen carácter mixto, aumentando progresivamente el carácter dioctaédrico hacia la parte superior. Se observa, en general, una correlación negativa entre la sepiolita y la esmectita e illita. Dentro de los niveles con sepiolita, las esmectitas son más abundantes en presencia de dolomita, mientras que decrecen cuando aparece la calcita. Este comportamiento antagónico de las esmectitas magnésicas con el tipo de carbonato, se refleja

también en el índice de cristalinidad de las mismas (índice de Biscaye de 0,78) con buen ordenamiento en presencia de dolomita, y un descenso acusado de la cristalinidad en los niveles carbonatados. La illita muestra también correlación negativa frente a la calcita, mientras que se incrementa su presencia en los niveles laminados superiores coincidiendo con el aumento de terrígenos.

En la figura 4 se muestran difractogramas representativos de agregados orientados solvatados en etilenglicol de las asociaciones minerales más comunes, donde se puede observar el incremento de la cristalinidad de la sepiolita (agudeza del pico a 12 \AA), paralelamente con la degradación de esmectitas y en menor grado de illitas. Así mismo, la presencia de caolinita coincide con los mayores contenidos y máxima cristalinidad de la illita.

Textura y microfábrica

El conjunto de los materiales estudiados pueden agruparse en dos tipos de texturas: masivas y lamina-

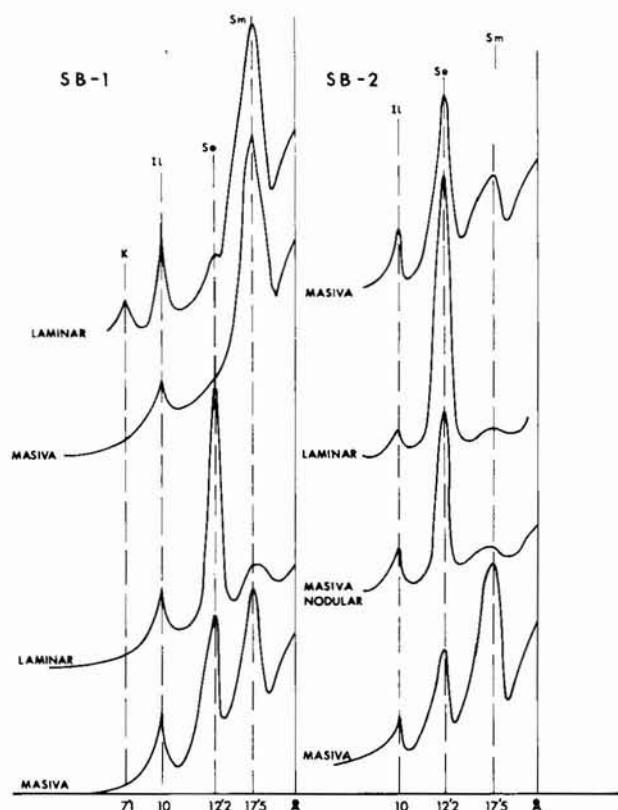


Fig. 4.—Evolución de las asociaciones minerales de la arcilla con la textura. Agregados orientados solvatados con etilenglicol. Sm. esmectita; Se. sepiolita; Il. illita; K. caolinita.

res. Dentro de estos tipos se pueden a su vez diferenciar variedades en función de su compacidad y composición mineralógica. En algunos casos estas variedades muestran coloraciones diferentes, cuando existen cantidades apreciables de materia orgánica, carbonatos, diverso grado de oxidación del hierro, etc.

Texturas masivas (fig. 5-1, 2, 3)

Entre las texturas masivas se reconocen con carácter general, tres variedades: a) correspondientes a materiales basales de tonos verdosos amarillentos donde coexisten en proporciones semejantes esmectitas magnéticas y sepiolita; b) correspondientes a materiales intermedios con tonos blanquecinos y predominio de sepiolita; c) correspondientes a materiales superiores de tonos marrones constituidos fundamentalmente por esmectitas de carácter mixto di y trioctaédricas.

Los materiales basales presentan, en general, texturas glomerulares formadas por agregados de material arcilloso con intraclastos y diverso grado de nodulización. Los intraclastos engloban restos de cuarzo policristalino, feldespatos generalmente alterados, mosco-

vita poco alterada, abundantes opacos y turmalina dispersa. Destaca la existencia de cristales romboédricos aislados de dolomita, así como la presencia de cementos arcillosos y silíceos entre los intraclastos y grietas de desecación.

El conjunto formado por intraclastos, cementos arcillosos y sílice amorfa, da lugar a una masa uniforme, que aparece surcada por fisuras y grietas de desecación, con formas poligonales rellenas de crecimientos secundarios de agregados arcillosos y/o silíceos e impregnaciones esporádicas de óxidos de Fe y Mn. Esta masa uniforme presenta una textura que fluctúa de glomerular a reticular, dependiendo de la proporción de clastos con respecto a los cementos arcillosos y silíceos. En el MEB se hacen más patentes las fisuras y grietas de desecación que delimitan los intraclastos, los cuales tienen aspecto grumoso y están formados por partículas que se disponen cara-cara en una microfábrica de tipo matriz. El tamaño de los intraclastos varía entre 300-400 μm y en su composición predominan esmectitas magnéticas (Si y Mg dominantes con escaso contenido en Al e indicios de Fe y K). En los bordes deflecados de las partículas se desarrollan agregados fibrosos de sepiolita (Si y Mg dominantes, a veces Al y ausencia de K), cuyo tamaño normalmente no supera las 2 μm (Lám. 1.1). En las grietas de desecación crecen agregados de sepiolita perpendiculares a las superficies alcanzando tamaños de hasta 10 μm (Lám. 1.2).

Las texturas masivas en materiales intermedios con predominio de sepiolita son de tipo reticular. Se caracterizan por la existencia de restos poco definidos con texturas glomerulares y nodulosas englobadas en un plasma con material geliforme isótropo. Se reconocen agregados de sepiolita en «pore-lining», «pore-filing» y microvenulas. Puntualmente se observan morfologías coloformales de sílice amorfa y restos de carbonatos sustituidos por agregados arcillosos. En algunos intraclastos parcialmente isotropizados se reconocen fragmentos muy corroídos de cuarzo, feldespatos y raras veces moscovita. En el MEB se observan un conjunto de formas irregulares sin orientación de aspecto algodonoso unidas entre sí por fibras dispersas de gran tamaño que pueden alcanzar hasta 20 μm (Lám. 1.3). Las formas irregulares están a su vez constituidas por un conjunto de fibras entrelazadas de menor tamaño que las anteriores (2 μm), que dejan abundantes huecos entre las mismas.

Las texturas masivas en materiales de los niveles superiores donde predominan esmectitas magnéticas y aluminicas, se caracterizan por la abundancia de rasgos edáficos entre los que destacan la presencia de cutanes y grietas de desecación con tinciones de óxidos, e indicios de bioturbación, que generan una textura nodular, con algunos restos de minerales terrígenos. Entre los minerales terrígenos destacan láminas de moscovita de gran tamaño, cuarzos dispersos par-

cialmente corroídos y muy escasa cantidad de feldespatos. El carácter nodular se acentúa con la presencia de carbonatos, que aparecen dispersos en agregados microesféricos o en formas esferíticas rellenando fisuras o grietas de desecación. En el MEB se observa una microfábrica de tipo laminar-convoluta donde los agregados arcillosos que engloban y rodean a minerales terrígenos, se orientan en microdominios separados por cutanes o grietas de desecación, dejando un importante volumen de espacios vacíos (Lám. 1.4).

Texturas Laminares (Fig. 5-4, 5)

Se desarrollan preferentemente a techo de las texturas masivas anteriormente descritas, y en menor cuantía intercalados entre los horizontes carbonatados. En general tienen tonos muy claros, que varían desde crema a rosa o salmón, aunque en algunos casos toman coloraciones negruzcas debido a la presencia de materia orgánica.

En la transición de los materiales basales con esmectitas magnéticas y sepiolita a sepiolita masiva, aparecen varios niveles con diverso grado de laminación. Esta laminación puede ser incipiente, como en el caso de la alternancia irregular de lenticulas de tonos cremas con niveles verdosos, o ser muy acusada con materiales lajeados de tonos rosáceos que muestran laminación subparalela con superficies rugosas, características del conocido «cartón de montaña».

El estudio detallado de las laminaciones incipientes, pone de manifiesto algunas diferencias significativas entre las lutitas verdosas y las lenticulas cremas intercaladas, tanto en su composición como en la microfábrica de sus componentes. En los horizontes verdosos predominan esmectitas magnéticas, con sepiolita e illita y minerales terrígenos, especialmente los feldespatos. En el MEB con pocos aumentos puede observarse la forma lenticular, con contactos irregulares de las intercalaciones cremas de sepiolita, entre los materiales esmectíticos de aspecto masivo. También se aprecia la presencia de tapizados de geles silíceos, que recubren las fases esmectíticas y engloban las fases con sepiolita (Lam. 1.5). Dentro de las lenticulas se detectan grumos arcillosos con restos de biotita.

El crecimiento de las fibras de sepiolita se realiza unas veces sobre los bordes deflecados de esmectitas o restos de minerales detríticos (cuarzos y micas, principalmente) en otras asociaciones sobre tapices de geles silíceos. El tamaño y proporción de los agregados fibrosos depende fundamentalmente de la porosidad de los materiales (Lam. 1.6 y Lam. 2.1).

La existencia de varios tipos de porosidades, unas primarias interpartículas y otras secundarias producidas por procesos edáficos, controlan las condiciones de crecimiento y en algunos casos el desarrollo preferente de fases minerales con sepiolita. Así en los poros de las partículas arcillosas el crecimiento es pluridireccional con tamaños de agregados que no superan 1 μm mientras que cuando crecen entre granos

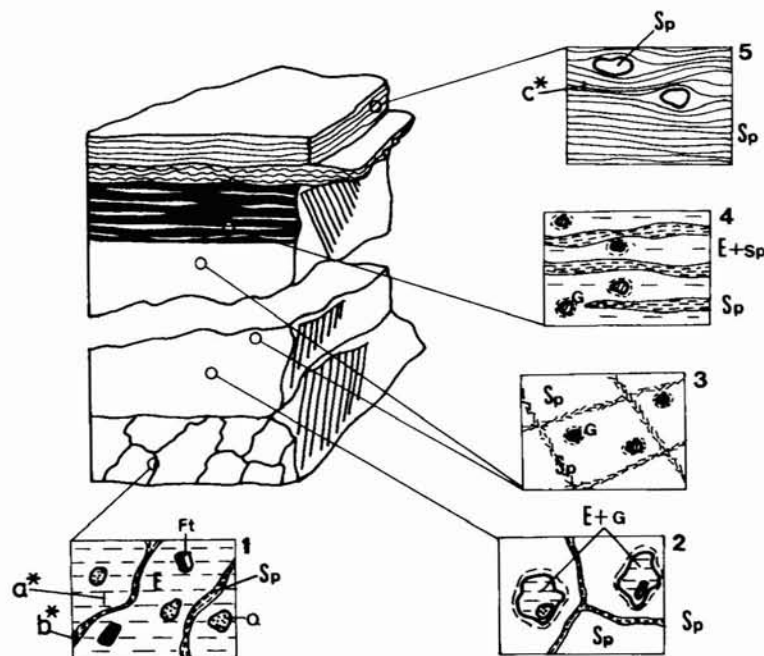


Fig. 5.—Secuencia de lutitas con sepiolita y texturas asociadas: 1,2 glomerular-nodulosa, 3 reticulada, 4,5 laminares. Sp sepiolita, E saponita, Q cuarzo, Ft feldespatos, G geles. (*) Análisis puntual EDAX.

de minerales terrígenos, se forman películas («pore-lining») y rellenos («pore-filling»). En las películas se forman tapices densos y en los rellenos fibras radiales dispersas de tamaños variables entre 2-15 μm . Cuando crecen sobre láminas de mica hay tendencia al desarrollo de agregados densos de sepiolita paralelos a la laminación primaria, con tamaños que normalmente alcanzan las 15-20 μm (Lám. 2.2). En las grietas de desecación los agregados de sepiolita crecen por lo general paralelos a los tapices de geles que recubren los glomérulos arcillosos, aunque a veces aparecen fibras aisladas con crecimiento libre que pueden alcanzar las 50 μm . En grandes huecos se ubican preferentemente agregados esféricos y formas romboédricas de dolomita rodeados de crecimientos radiales de sepiolita, que se adaptan a su morfología (Lám. 2.3).

Las texturas laminares con buen desarrollo y aspecto lajoso, se caracterizan por la existencia de una serie de láminas irregulares con diferente grado de compacidad. Estas bandas recubren morfologías «ovoideas» con aspecto de cápsulas, que encierran en su interior un material de carácter residual ópticamente isótropo y apariencia geliforme, que recuerdan en conjunto a las texturas neísicas (Fig. 5c). Dentro de las láminas se reconocen zonas más birrefringentes de agregados subparalelos de sepiolita con formas convolutas que se amoldan a los relictos «ovoideos». La textura de estos relictos es compleja, en su interior se reconocen a veces restos arcillosos, mientras que en la periferia se desarrollan agregados fibro-radiales de sepiolita que actúan de cemento entre los mismos.

El tamaño de los relictos oscila entre 20-100 μm ; en su interior se aprecian en el MEB masas laminares replegadas, con crecimientos fibrosos en los bordes, que no sobrepasan las 2-3 μm . En superficie se observa un material compacto de aspecto geliforme (Lám. 2.4), ocupando los huecos agregados de sepiolita que pueden alcanzar 25-30 μm de longitud (Lám. 2.5).

Las láminas están constituidas por secuencias muy finas de 5 a 10 μm de espesor, con superficies alabeadas de aspecto masivo en la cara inferior y desarrollo de agregados fibrosos de sepiolita en la cara superior, que se disponen paralelos a las mismas. La proporción de agregados fibrosos depende del tamaño de los huecos interlaminares, siendo más abundantes cuanto mayores son las distancias entre secuencias, pudiendo alcanzar los agregados hasta 10 μm de longitud (Lám. 2.6).

Análisis químicos

Se han realizado dos tipos de análisis, uno sobre muestra total, mediante fluorescencia de R.X. de diferentes tipos de texturas, con un contenido en sepiolita

igual o superior al 90%, cuyos resultados figuran en la tabla 1 y otros mediante el análisis puntual con EDAX en los diferentes tipos de microdominios que se observan en el MEB en la transición entre estructuras masivas y laminares.

Tabla 1.—Análisis químicos de muestra total.

	Masiva				Laminar			
	Grumosa		Reticular		Blanca		Rosa	
SiO ₂	54,80	56,56	54,98	56,43	56,39	57,20	50,42	
Al ₂ O ₃	3,88	2,65	3,08	3,28	3,07	2,36	4,66	
TiO ₂	0,12	0,17	0,18	0,13	0,16	0,09	0,21	
Fe ₂ O ₃	1,28	0,93	0,98	0,96	0,97	0,49	1,38	
MnO	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	
MgO	18,57	20,72	21,88	20,23	20,89	21,39	15,92	
CaO	0,08	0,38	0,45	0,14	0,04	0,01	7,03	
Na ₂ O	1,93	0,11	0,13	0,35	0,02	0,03	0,28	
K ₂ O	1,21	0,62	0,75	0,65	0,60	0,16	1,23	
P.P.C.	17,42	17,90	17,89	18,06	17,93	18,52	19,41	

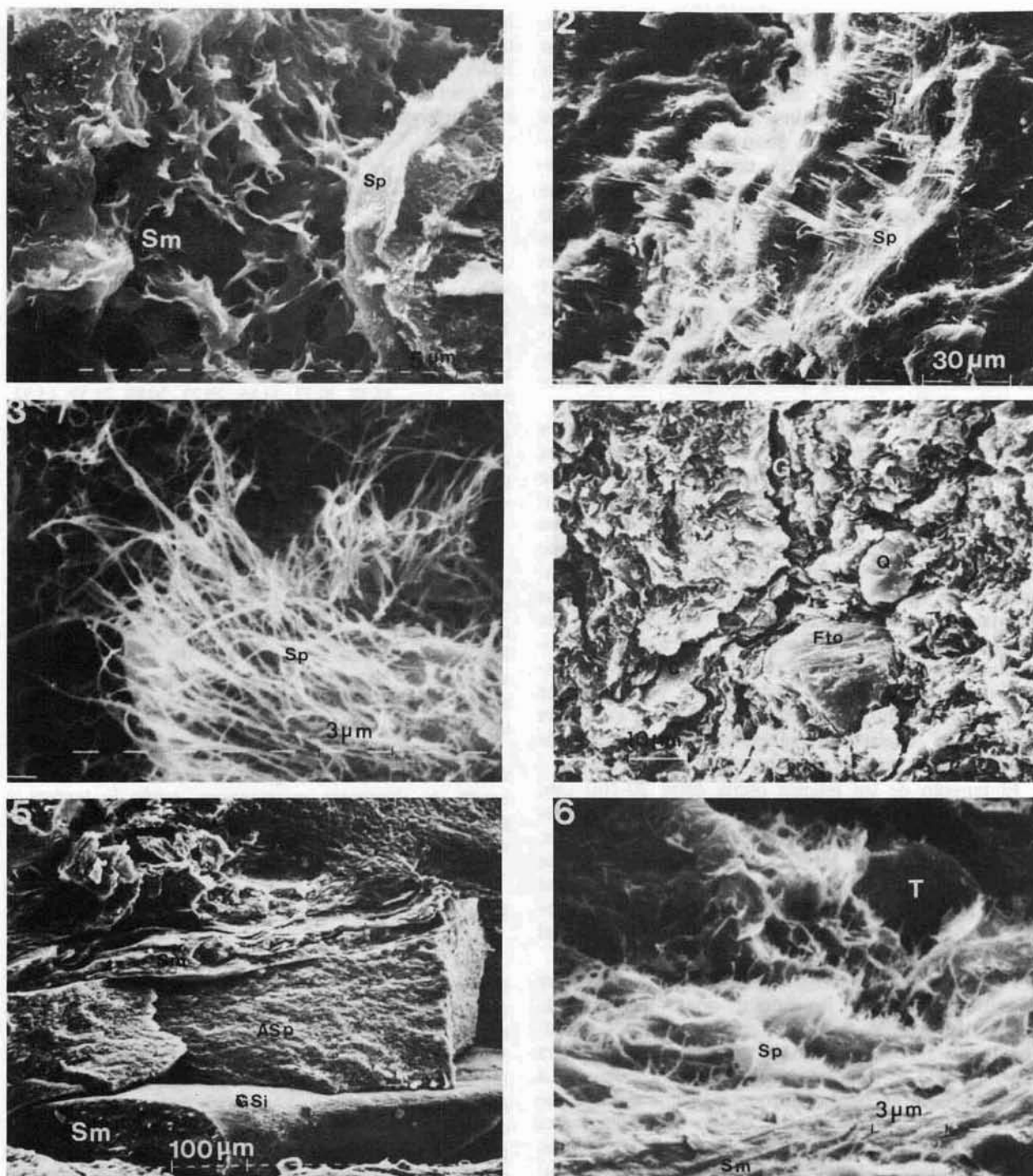
En los análisis de la muestra total destaca el alto contenido del SiO₂ con una relación de SiO₂/MgO que varía de 2,51 a 2,95. Las mayores concentraciones de CaO coinciden con las menores de SiO₂ y MgO, que tienen una relación de 3,17 y con los valores más altos de Al, Fe, Ti y K, y corresponden a una muestra donde la sepiolita alcanza la máxima cristalinidad.

El análisis puntual con energías dispersivas, pone de manifiesto variaciones significativas en la distribución media de elementos mayoritarios, según la textura y grado de cristalinidad de la sepiolita como se pone de manifiesto en el apartado de discusión.

Discusión de resultados

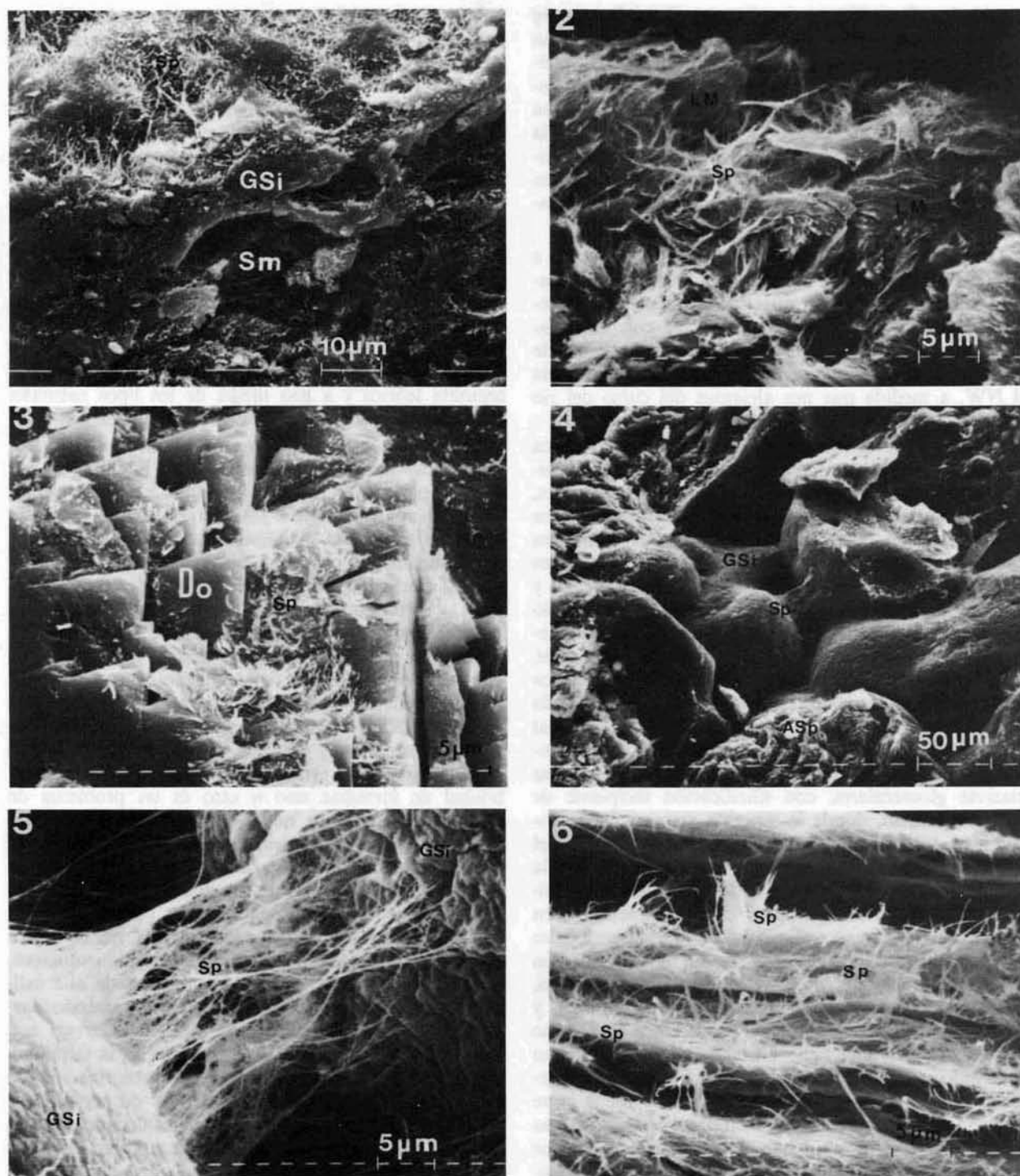
La composición mineralógica de los materiales estudiados, muestra variaciones acusadas en el contenido de sepiolita y en el desarrollo vertical y horizontal de los mismos, con valores que oscilan entre el 55-95%. Estas variaciones se manifiestan en primer lugar, en las proporciones de minerales detríticos (cuarzo y feldespatos) y carbonatos (calcita y/o dolomita), con respecto a los filosilicatos, en la composición de la roca total, y en segundo lugar a las proporciones de minerales de la arcilla, sepiolita, esmectita, illita y caolinita, en la fracción inferior a 2 μm .

Las mayores concentraciones de minerales detríticos se sitúan en la base y techo de los niveles con sepiolita con porcentajes que varían entre el 15-18% y entre el 10-28%, respectivamente. Los carbonatos muestran, en general, mayor dispersión, no obstante se observa que la dolomita, generalmente en pequeñas



LAMINA 1. MICROFABRICA

1. Intracrastos de esmectitas magnésicas (Sm) con crecimientos aislados de sepiolita (Sp) en los bordes. 2500x.
2. Crecimiento de sepiolita (Sp) perpendicular a las paredes de una grieta de desecación. 640x.
3. Fibras dispersas de sepiolita (Sp) de gran tamaño y aspecto algodonoso. 5000x.
4. Crecimientos arcillosos en grietas (G), cutanes (C) y rodeando terrígenos de cuarzo (Q) y feldespato (Fto). 1250x.
5. Agregados lenticulares de sepiolita (A.Sp) englobando restos de esmectitas (Sm) e intracrastos de esmectita tapizados por geles silíceos (G.Si). 160x.
6. Crecimientos de sepiolita (Sp) sobre bordes de esmectita (Sm) y sobre minerales terrígenos (T). 5000x.



LAMINA 2. MICROFABRICA

1. Crecimiento de sepiolita (Sp) sobre geles silíceos (GSi) que recubren fases esmectíticas (Sm) 1250x.
2. Agregados de sepiolita (Sp) con fibras sueltas en los bordes desarrollados entre láminas de mica (LM) 2500x.
3. Crecimiento de sepiolita (Sp) sobre formas romboédricas de dolomita. 2500x.
4. Geles silíceos (GSi) que recubren agregados de sepiolita (ASP) y crecimientos secundarios de sepiolita (Sp) 320x.
5. Detalle de la L-2-4 del crecimiento secundario de Sepiolita (Sp) entre geles silíceos (GSi) 2500x.
6. Bandas laminares de sepiolita (Sp) con crecimientos de sepiolita (Sp) subparalelos y normales a las bandas. 2500x.

cantidades (2 al 8%), se localizan preferentemente en la base de los niveles donde la sepiolita coexiste con cantidades importantes (25-55%) de esmectitas magnésicas. La calcita se distribuye de manera irregular, llegando en algunos casos a concentraciones del 30%, en general su presencia se asocia a los niveles donde la sepiolita alcanza concentraciones mayores, que coinciden con la disminución o desaparición de minerales detríticos y arcillosos que son acompañantes habituales de la misma.

Las concentraciones mayores de calcita se asocian a los rellenos esparíticos en fisuras y grietas de desecación, dando lugar a la formación incipiente de calcretas. La presencia de calcretas coincide con una disminución generalizada de la potencia de los niveles de sepiolita, tendencia que se manifiesta claramente hacia el NW, a medida que nos alejamos del curso del río Jarama.

La composición mineralógica, textura, microfábrica y análisis puntual de los agregados de sepiolita, permiten establecer de base a techo secuencias parciales, que se relacionan con la evolución de la porosidad en la medida que controla la disolución de minerales terrígenos y arcillosos, y la precipitación de las fases disueltas. Estos minerales liberan, principalmente, Si y Mg produciéndose una acción mutua entre ellos dado que la solubilidad de la sílice se incrementa notablemente en presencia de $Mg(OH)_2$ (Williams and Crerar, 1985). Estos iones precipitan en forma de sepiolita en poros, bordes granulares, fisuras, grietas, etc., cuando alcanzan la concentración adecuada a $pH > 8$ (Wollast *et al.*, 1968). En este sentido se comprueba la existencia de una zonación, que se inicia en las texturas masivas glomerulares, con silicificación incipiente de carácter puntual, donde la sepiolita presenta baja cristalinidad y tiene un contenido medio en MgO del orden del 27,7% (fig. 5-1a). La sepiolita se desarrolla preferentemente en los bordes de esmectitas magnésicas deflecadas y en los poros de los intraclastos, en forma de tapices con agregados multidireccionales cuyo tamaño oscila entre 1 y 2 μm . A continuación se observan texturas masivas glomerulares-nodulosas, donde los componentes presentan «pore filling» y «pore lining» con sepiolita y geles de sílice de aspecto opalino. La sepiolita tiene cristalinidad media con un contenido en MgO del 25,6% (fig. 5-1 b), y se presenta en forma de agregados cuyo tamaño oscila entre 2 y 5 μm . En los niveles inferiores estas texturas glomerulares-nodulosas pasan a reticuladas con sílice gelationoide impregnando gradualmente poros y fisuras, hasta enmascarar los rasgos nodulares, sin que se aprecien variaciones significativas en las características de la sepiolita. Finalmente en la zona superior aparecen texturas lajeadas y laminares (cartón de montaña), donde la sepiolita alcanza la máxima cristalinidad con un contenido medio en MgO que oscila entre 23,6 y 21,9% (fig. 5-5c) según se trate de bordes superiores o

inferiores. La sepiolita aparece en agregados fibrosos con tamaños de 25-30 μm , que crecen paralelos a bandas laminares de sílice entre los cuales quedan restos de sepiolita masiva. Un incremento progresivo de base a techo en la cristalinidad de la sepiolita ha sido observado por Galán y Castillo (1984) en las zonas próximas a Vicálvaro. Texturas semejantes han sido descritas por Khoury *et al.* (1982) en el desierto de Amargosa (Nevada). Estas secuencias se repiten en diverso desarrollo al menos un par de veces en la zona estudiada.

El proceso de silicificación observado en las texturas y en el análisis puntual, se refleja también en los análisis totales donde la relación SiO_2/MgO alcanza valores entre 2.51 y 2.95, muy por encima de los valores medios 2.23 y 2.39 que corresponderían a una sepiolita teórica y a una media de los tipos naturales más comunes (Jones y Galán, 1988, y Singer, 1989).

La formación de sepiolita en relación con esmectita magnésica ha sido analizada por Khoury *et al.* (1982), para estos autores, las fibras cortas de sepiolita que aparecen entre los intraclastos y entre las capas de esmectitas magnésicas, se formarían a partir de disoluciones procedentes de las esmectitas, mientras que las fibras largas en capas laminares, serían autígenicas y precipitarían directamente de las soluciones. También analizan la posibilidad que se forme sepiolita a partir de kerolita-estevensita, que se formaría a pH 9, y al disminuir el pH por endulzamiento del medio, se disolverían y precipitaría la sepiolita. Hay and Stoessell (1984) opinan que en Amboseli, primero se forma la sepiolita y después kerolita como producto de alteración de la sepiolita, considerando que la posibilidad de formarse uno u otro es un problema de reacciones cinéticas y no de estabilidad química. Sin embargo, cuando la actividad de la sílice es muy alta, es más estable la sepiolita que la kerolita. La falta de Al impide la formación de saponita o paligorskita. La existencia de Al activo según Jones (1986) favorece la formación de esmectita magnésica, en vez de sepiolita. Hay *et al.* (1986) a partir de análisis isotópicos, llegan a la conclusión, que en ambientes de alta salinidad se forman esmectitas magnésicas y cuando descendiendo la salinidad se formaría sepiolita. Darragi and Tardy (1987), confirman la influencia de la salinidad, al comprobar en lagos alcalinos la neoformación de estevensita y aragonito y la ausencia de sepiolita, y relacionan la composición de las esmectitas con la cantidad de minerales detríticos que aportan Al y Fe para combinarse con el Mg y Si.

El ambiente reductor que se genera en medios lacustres alcalinos con presencia de materia orgánica favorece la reducción del Fe^{3+} a Fe^{2+} . Duchaufour pág. 368 (1984), Retallack (1986, 1988), Chamley (1989, pág. 397), con lo cual el Fe^{2+} se puede incorporar a la capa octaédrica de la saponita, donde puede llegar a ser dominante en relación al Fe^{3+} ,

Cowking *et al.* (1983), Newman and Brown (1987). En contraste con el ambiente reductor en que se genera la saponita, la sepiolita muestra abundantes rasgos de hidromorfismo que es posible reconocer aún en la base y techo de las secuencias descritas.

El contacto transicional entre las lutitas verdes con saponita y los niveles blanquecinos superiores con sepiolita, viene definido por una barrera geoquímica de tipo oxidante, Meyer, pág. 107 (1987). La entrada de aguas carbonatadas, cuando desciende la tabla de agua, desestabiliza la estructura de la saponita, segregando Fe de la capa octaédrica, liberando Si y Mg. La sílice de las primeras etapas de la alteración aparece dispersa, mientras que el Mg da lugar a dolomita a pH próximos a 8 con una relación $MgO/CaO > 5$, Watson (1983). El Fe y Mn precipitan en forma de hidróxidos tapizando las grietas de desecación y las superficies de los grandes «slickensides» que alcanzan gran desarrollo en la zona con predominio de esmectita, y permanecen cuando se han transformado a sepiolita.

La formación de la sepiolita estaría directamente relacionada con la evolución del drenaje, que controla la estabilidad del Fe^{++} y la salinidad, favoreciendo la actividad de la sílice y la inactividad del Al. En suelos hidromorfos con poco drenaje sería estable la saponita, mientras que cuando fluctúa la tabla de agua, se desarrollarían suelos con mejor drenaje, producido por el contraste estacional, Alkinson (1986), Garner *et al.* (198). En la etapa seca de fuerte evaporación, se produce un incremento progresivo del pH con disolución de sílice a escala de poros, mientras que en la fase de encharcamiento desciende al pH y la sílice precipita, Meyer, pág. 52 (1987).

La evolución de paleosuelos hidromórficos con abundantes rasgos vérticos, explicaría en función de la silicificación, los diferentes tipos de texturas, así como el grado de cristalinidad de la sepiolita, en la medida que regulan los fenómenos de migración y redistribución de elementos. Williams and Crerar (1985) ponen de manifiesto la relación entre la alcalinidad y el grado de ordenamiento de la sílice precipitada. En medios fuertemente alcalinos se forman geles densos con el máximo desorden (ópalo A), mientras que paralelamente con el descenso de la salinidad precipitan diferentes polímeros, con formas esqueléticas abiertas de ópalo C-T, que incrementan su ordenamiento y tamaño, sustituyéndose gradualmente láminas de tridimita por cristobalita. Es evidente una correlación entre el ordenamiento de la sílice y el incremento de cristalinidad de la sepiolita, que alcanza su máximo grado en presencia de calcita. Güven and Carney (1979) y Jones (1986) relacionan con el Ca, la estabilidad de la sepiolita. Según Williams and Crerar (1985), en presencia de carbonatos se incrementa notablemente la formación de ópalo C-T, como consecuencia de la actividad de complejos hidróxilos car-

gados positivamente, estos complejos tienen gran afinidad por la brucita $Mg(OH)_2$. Según esto, las modificaciones en la carga residual superficial de los complejos de sílice y el grado de polimerización de los mismos, serían los factores fundamentales en el control de la cristalinidad de la sepiolita, en la medida que actúan de soportes y precursores.

Un proceso de silicificación muy parecido ha sido observado por Meyer and Pena dos Reis (1985), en paleosuelos con paligorskita, desarrollados en ambientes pre-evaporíticos del terciario portugués. Las silicificaciones han sido relacionadas por Meyer, pág. 59 (1987) con paleosuperficies en fase de emersión.

La existencia de una fase de emersión, permite establecer una correlación entre la evolución de los drenajes, la silicificación y la estabilidad de la sepiolita. En una primera etapa, se produce una agradación de sepiolita, con incremento de la concentración y cristalinidad, y formación de ópalo C-T. Cuando queda expuesta por rejuvenecimiento de los relieves, pierde progresivamente el Mg por lavado (Bigham *et al.*, 1980), favoreciendo el desarrollo de silcretas con diverso grado de carbonatación, quedando la sepiolita englobada como fase residual (Bustillo, 1976; Calvo *et al.*, 1986).

La reactivación del relieve genera en zonas hundidas nuevos ciclos de paleosuelos hidromorfos, que pueden dar lugar a sepiolita con drenaje alternante, cuando la concentración de Mg es adecuada. Así mismo, en zonas con buena porosidad como son los materiales con sepiolita desarrollados en el primer ciclo de suelos, se producen transformaciones diagenéticas con desarrollo de texturas masivas de aspecto reticulado, que enmascaran total o parcialmente las texturas anteriores. La circulación de aguas alcalinas con elevada concentración en Mg a través de zonas de fractura podría justificar concentraciones puntuales, excepcionalmente altas de sepiolita.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado con cargo al proyecto de investigación «Sedimentoquímica de materiales arcillosos de la cuenca de Madrid» subvencionado por la CAICYT (Ref.: 427/84).

Referencias

- Alberdi, M. T.; Hoyos, M.; Junco, F.; López Martínez, N.; Morales, J.; Sese, C. and Soria, M. D. (1984). Biostratigraphy and sedimentary evolution of continental neogene in the Madrid area. *Paleobiologie Continentale*, 14, 47-68.
- Alkinson, C. D. (1986). Tectonic control on alluvial sedimentation as revealed by an ancient Catena in the Capella formation (Eocene) of Northern Spain. In: *Paleosols* (V Paul Wright, ed.). Blackwell Oxford, 139-179.
- Alonso, A. M.; Calvo, J. P. y García del Cura, M. A. (1986).

- Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el neógeno de Paracuellos del Jarama. *Estudios Geol.*, 42, 79-101.
- Barahona, E. (1974). *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Secretaría de publicaciones, 309 pág.
- Bigham, J. M.; Jaynes, W. T. and Allen, B. L. (1980). Pedogenic alteration of sepiolite and palygorskite of the Texas High Plains. *Soil. Sci. Soc. Amer. J.*, 44, 159-167.
- Brell, J. M.; Doval, M. y Carames, M. (1985). Clay Mineral Distribution in the Evaporitic Miocene Sediments of the Basin, Spain. *Miner. Petrogr. Acta*, 29-A, 267-276.
- Bustillo, M. A. (1976). Estudio petrográfico de las rocas silíceas miocenas de la cuenca del Tajo. *Estudios Geol.*, 32, 451-497.
- Calderón, S. (1910). *Los minerales de España*. Tomo II. Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas. Madrid, 561 p.
- Calvo Sorando, J. P.; Ordóñez, S.; Hoyos, M. y García del Cura, M. A. (1984). Caracterización sedimentológica de la unidad intermedia del Mioceno en la zona Sur de Madrid. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 2, 145-176.
- Chamley, H. (1989). *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, 623 p.
- Calvo, J. P.; Alonso, A. M.; García del Cura, M. A. (1986). Depositional sedimentary controls on sepiolite occurrence in Paracuellos de Jarama, Madrid basin. *Geogaceta*, 1, 25-28.
- Cowking, A.; Wilson, M. J.; Tait, J. M. and Robertson, H. S. (1983). Structure and swelling of fibrous and granular saponitic clay from Orrock Quarry, Fife, Scotland. *Clay Minerals*, 18, 49-64.
- Darragi, F. and Tardy, Y. (1987). Authigenic trioctahedral smectites controlling pH, alkalinity, silica and magnesium concentrations in alkaline lakes. *Chemical Geol.*, 63, 59-72.
- Despaires, A. (1983). Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et magnésium. Application as l'étude des sédiments. *Clay Minerals*, 18, 165-175.
- Doval, M.; García Santiago, P.; Domínguez, M. C. y Brell, J. M. (1985). Mineralogía de la arcillas de las facies evaporíticas de la cuenca del Tajo. *Bol. Soc. Española Mineralogía*, 8, 257-269.
- Duchauffour, P. L. (1984). *Edafología I*. Masson. Barcelona, 493 págs.
- Eberl, D. D.; Jones, J. B. and Khoury, H. N. (1982). Mixed-layer kerolite/estevensite from the Amargosa desert, Nevada. *Clays and Clay Minerals*, 30, 321-326.
- Galán, E. (1979). The fibrous clay minerals in Spain. *VIII Conf. Clay Min. and Petr. Teplce*, 239-249.
- Galán, E. y Castillo, A. (1984). Sepiolite-Palygorskite in Spanish Tertiary Basins: Genetical patterns in continental environments. In: *Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Use*. (A. Singer and E. Galán, eds.). Developments in Sedimentology, 37, Elsevier, 87-124.
- Gardner, T. W.; Williams, E. G. and Holbrook, P. W. (1988). Pedogenesis of some Pennsylvanian underclays; Ground-Water, topographic, and tectonic controls. In: *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Principles and Applications* (J. Reinhardt and W. R. Sigleo, Eds). Special paper, Geol. Soc. Am. 216, 81-102.
- Güven, N. and Carney, L. L. (1979). The transformation of sepiolite to stevensite and the effect of added chloride and hydroxides. *Clays Clay Minerals*, 27, 253-260.
- Hay, R. L. and Stoessell, R. K. (1984). Sepiolite in the Amboseli Basin of Kenya: A new interpretation. In: *Palygorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses*. (A. Singer and E. Galán, eds) Developments in Sedimentology 37, Elsevier, 125-137.
- Hay, R. L.; Pexton, R. E.; Teague, T. T. and Kyser, T. K. (1986). Spring-related carbonate rocks, Mg clays, and associated minerals in Pliocene deposits of the Amargosa desert, Nevada and California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1488-1503.
- Huertas, F.; Linares, J. y Martín Vivaldi, J. L. (1971). Minerales fibrosos de la arcilla en cuencas sedimentarias españolas. I. Cuenca del Tajo. *Bol. Geol. Min.*, 82, 534-542.
- Ishphoring, W. C. (1973). Discussion of the occurrence and origin of sedimentary palygorskite-sepiolite deposits. *Clays Clay Miner.*, 21, 391-401.
- Jones, B. F. (1986). Clay Mineral diagenesis in lacustrine sediments. *U.S. Geological Survey Bull.*, 1578, 291-300.
- Jones, B. F. and Galán, E. (1989). Sepiolite and Palygorskite, In: *Hydrous Phyllosilicates* (Paul H. Ribbe, ed.). Reviews in Mineralogy, 19. Mineralogical Society of America, 631-674.
- Khoury, H. H.; Eberl, D. D. and Jones, B. F. (1982). Origin of magnesium clays from the Amargosa desert, Nevada. *Clays Clay Miner.*, 30, 327-336.
- Leguey, S.; Ordóñez, S.; García del Cura, M. A. y Medina, J. A. (1984). Estudio geoquímico y mineralógico de las facies arcólicas distales de la cuenca de Madrid. *I Congreso Español de Geología*, 2, 355-371.
- Leguey, S.; Pozo, M. y Medina, J. A. (1985). Polygenesis of Sepiolite and Palygorskite in a Fluvio-lacustrine Environment in the Neogene Basin of Madrid. *Miner. Petrogr. Acta*, 29-A, 287-301.
- Martín de Vidales, J. L.; Pozo, M.; Medina, J. A. y Leguey, S. (1988). Formación de sepiolita-paligorskita en litofacies lutítico-carbonáticas en el Sector de Borox-Esquivias (cuenca de Madrid). *Estudios Geol.*, 44, 7-18.
- Martín Vivaldi, J. L. y Cano Ruiz, J. (1953). Contribución al estudio de la sepiolita. *Ann. Edaf. Fisiol. Veg.*, 12, 827-855.
- Megías, A. G.; Leguey, S. y Ordóñez, S. (1982). Interpretación tectosedimentaria de fibrosos de la arcilla en series detríticas continentales. *V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas II*, 427-439.
- Meyer, R. (1987). *Paléoaérites et paleosols*. B.R.G.M. Editions. Orleans, 163 p.
- Meyer, R. and Pena Dos Reis, R. B. (1985). Paleosols and alunite silcretes in continental Cenozoic of Western Portugal. *J. Sed. Petrol.*, 55, 76-85.
- Newman, A. C. D. and Brown, G. (1987). The Chemical Constitution of Clays. In: *Chemistry of Clays and Clay Minerals* (A.C.D. Newman ed.) Mineralogical Society. London, 1-128.
- Post, J. L. and Janke, C. (1984). Ballarat sepiolite, Inyo Country, California. In: *Palygorskite-Sepiolite. Occurrences. Genesis and Uses*. (A. Singer and E. Galán, eds) Developments in Sedimentology 37. Elsevier. 157-167.
- Pozo, M.; Martín de Vidales, J. L.; Vigil, R.; Medina, J. A. y Leguey, S. (1987). Neoformación de esmectitas magnéticas relacionadas con procesos de paleovertisolización en sedimentos fluvio-lacustres de la «Unidad Intermedia del Mioceno de la cuenca de Madrid. *Acta Geol. Hispánica*. T 21-22, 63-67.
- Retallack, G. J. (1986). The fossil record of soils. In: *Paleosols* (V. Paul Wright, ed.). Blackwell, Oxford, 1-57.
- Retallack, G. J. (1988). Field recognition of paleosols. In: *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Principles and Applications* (J. Reinhardt and W. R. Sigleo, Eds.). Special Paper, Geol. Soc. Amer., 216, 1-20.
- Siffert, B. and Wey, R. (1962). Synthèse d'une sépiolite à température ordinaire. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 254, 1460-1462.
- Singer, A. (1989). Palygorskite and Sepiolite Group Minerals.

- In: *Minerals in Soils Environments* J. B. Dixon and S. B. Weed (ed.). (2nd Edition). Soil Science Society America, Madison, WI, USA.
- Schultz, L. G. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre shale. *U.S. Geological Survey Prof. Paper*, 391-C, 31 p.
- Van der Marel, H. W. (1966). Quantitative analysis of clay minerals and their admixtures. *Contrib. Mineral Petrol.*, 12, 96-138.
- Watson, A. (1983). Evaporite sedimentation in nonmarine environments. In: *Chemical Sediments and Geomorphology* (A.S. Goudie and K. Pye, eds.). Academic Press, 163-185.
- Williams, L. A. and Crerar, D. A. (1985). Silica diagenesis, II General Mechanisms. *J. Sed. Petrology*, 55, 312-321.
- Wollast, R.; Mackenzie, F. T. and Bricker, O. P. (1968). Experimental precipitations and genesis of sepiolite at earth surface conditions. *Amer. Mineral.*, 53, 1645-1662.

Recibido el 10 de noviembre de 1989

Aceptado el 22 de diciembre de 1989